مجله
بلورشناسی
و کانی شناسی
ایران

**مقاله پژوهشی**

Iranian Journal of
Crystallography
and Mineralogy

**مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**

سال سی و دوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۷۹۵ تا ۸۱۲

# شیمی کانی، دما-فشار سنجی و سنگ‌زایی سنگ‌های فرامافیک صحرارود، شمال شرق بندرعباس، ایران

**ذبیح اله انصاری[۱]، محمد پوستی*[۱]، غلامرضا قدمی[۱]، محمد فدائیان[۲]**

*۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران.*

*۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.*

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۲/۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۴/۱۲)

**چکیده:** منطقه مورد بررسی در شمال شرقی استان هرمزگان واقع است. این منطقه در تقسیم‌های ساختاری بین پهنه‌های زاگرس و مکران در کمربند افیولیتی کهنوج -رودان - میناب قرار دارد و شامل سنگ‌های فرامافیک چون هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها بیشتر شامل الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، سرپانتینیت، کروم اسپینل هستند. براساس شیمی کانی‌ها، بلورهای الیوین ترکیب کریزولیت- فورستریت (Fo85 تا Fo89) دارند. ارتوپیروکسن‌ها ترکیب برونزیت- انستاتیت و کلینوپیروکسن‌ها ترکیب دیوپسیدی را نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌ها در دمای بین ۱۰۳۷ تا ۱۲۰۷ و فشار بالا حدود ۶ تا ۱۰ کیلوبار متبلور شده‌اند. کانی کروم اسپینل بیشتر ترکیب یکنواخت دارد و با غنی‌شدگی از $Al_2O_3$ و $TiO_2$ و ماهیت گوشته‌ای، دارای کمترین مقدار تهی‌شدگی است و تا ۱۴ درصد ذوب‌بخشی را نشان می‌دهد. سنگ‌های فرامافیک این منطقه در گستره نوع آلپی قرار دارند. پایین بودن مقدار $Al_2O_3$ و بالا بودن مقدار Mg# در ارتوپیروکسن‌ها و ترکیب فورستریتی (Fo85 تا Fo89) الیوین‌ها با مقدار پایین CaO در آنها نشان می‌دهد که ذوب‌بخشی مهم‌ترین رخداد در تشکیل سنگ‌های فرامافیک این منطقه است و شکل‌گیری این سنگ‌ها از نظر زمین‌ساختی با محیط فرورانشی مورب سازگار است.

**واژه‌های کلیدی**: *افیولیت؛ سنگ‌های فرامافیک؛ هارزبورژیت؛ لرزولیت؛ صحرارود.*

**مقدمه**

منطقه مورد بررسی، با مختصات جغرافیایی '۵۶°۵۸ تا '۰۰°۵۷ طول شرقی و '۳۰°۲۷ تا '۳۳ °۲۷ عرض شمالی، در جنوب غربی شهر زیارتعلی و نزدیک به روستای صحرارود واقع است. از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد بررسی بخشی از نوار افیولیتی کهنوج- رودان- میناب است که به عنوان بخشی از کمربند آلپ – هیمالیا در نظر گرفته می‌شود. بسیاری از زمین شناسان به این باورند که مجموعه‌های افیولیتی دربردارنده سنگ‌های فرامافیک، گابروها، بازالت و رسوب‌های عمیق دریایی، نشان دهنده پوسته‌ای هستند که در اثر فرآیند زمین‌ساختی (فرارانش) روی پوسته قاره‌ای رانده و جای گرفته است. با بررسی این توالی فرامافیک می‌توان گوشته بالایی و عوامل شیمیایی موثر و روی داده درمحیط های اقیانوسی را شناسایی نمود [۱]. تاکنون پدیده‌های مختلفی چون کافتی شدن پوسته، فرارانش وابسته به برخورد صفحه‌ها و بازماندن این مجموعه‌ها در محل زمین درزها برای چگونگی تشکیل و جایگیری افیولیت‌های ایران ارائه و بحث شده‌اند. البته، با توجه به موقعیت زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ایران، احتمال سازوکار کافتی شدن بیشتر است. با بررسی‌های انجام شده توسط زمین‌شناسان، در واقع نوارهای افیولیتی ایران طی دو مرحله جداگانه شکل گرفته‌اند؛ مرحله اول یک مرحله کششی که در اثر آن یک شکاف در پوسته ایجاد و تا سست کره ادامه پیدا

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۷۶۱۸۱۳۷، پست الکترونیکی: m.poosti@hormozgan.ac.ir

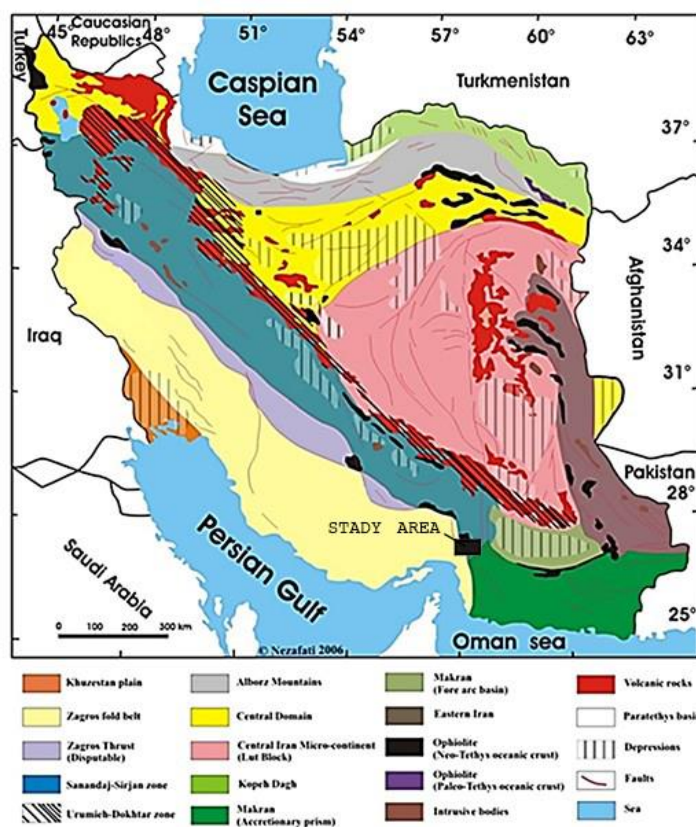


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

کرده است و این شکاف به عنوان مسیری مناسب برای جایگیری ماگماها با ترکیب بازالتی است؛ مرحله دوم یک مرحله فشردگی بوده که در اثر آن کافت اولیه بسته شده است و در نتیجه، مجموعه‌های افیولیتی بر لبه قاره‌های کناری رانده و جایگزین شده‌اند. البته این راندگی محدود به زمان جایگیری اولیه نیست، بطوریکه همزمان با رویدادهای زمین‌ساختی بعدی این عمل نیز تکرار شده است. برای مثال، در ناحیه نیریز به دو فاز راندگی بعدی در زمان پلیوسن اشاره شده است [۲]. برخی پژوهشگران بر این باورند که افیولیت‌های ایران، به عنوان بقایای برجای مانده از سنگ کره‌های اقیانوسی قدیمی، در محیط‌هایی زیر کشش و در راستای کافت‌های اقیانوسی تشکیل شده‌اند و بعدها در اثر فشارش ناشی از فرورانش و یا در نزدیکی آن‌ها (حوضه‌های پشت قوس)، در کرانه قاره‌ها فرارانده شده‌اند، به جای اینکه به اعماق گوشته بازگردند [۲-۵]. از نظر ترمودینامیکی برای جایگزینی افیولیت‌ها، چهار نظریه ۱) جایگزینی به صورت جامد و سرد، ۲) فعالیت نفوذی – آتشفشانی، ۳) فعالیت آتشفشانی، ۴) فعالیت نفوذی. ارائه شده است. در مورد جایگزینی افیولیت‌های ایران نظریه جایگزینی به صورت سرد و جامد قابل قبول است، در صورتیکه، بر اساس ویژگی‌های سنگ شناسی، توده فرابازیک نیریز را نشانگر تبلور آرام ماگما در دما و فشار بالا در نظر گرفته و وجود هاله دگرگونی گرمایی در همبری پریدوتیت‌ها با سنگ آهک‌های تنگ حنا را دلیلی بر این نظریه دانسته‌اند [۲]. افیولیت‌های شمال ایران در زمان پالئوزوییک پسین- تریاس پسین به عنوان بخشی از باقی مانده‌ی پوسته اقیانوسی تتیس کهن، دو صفحه ایران و توران را از هم جدا کرده است و افیولیت‌های زاگرس در زمان تریاس پسین- کرتاسه پسین نشان‌دهنده محل تقریبی اقیانوس تتیس جوان در مرز بین صفحه ایران و صفحه عربستان هستند [۶]. در این پژوهش، سنگ‌های فرامافیک منطقه صحراورد برای تعیین ماهیت ماگمای مادر تشکیل دهنده آنها و موقعیت زمین‌ساختی ماگمایی و نیز شناسایی پتانسیل‌های اقتصادی موجود در توده‌های فرامافیک منطقه بررسی شده‌اند.

**زمین شناسی منطقه**

منطقه مورد بررسی از نظر جغرافیایی در جنوب شرقی استان هرمزگان و جنوب غربی شهر زیارتعلی قرار دارد. این منطقه بر اساس تقسیم‌های ساختاری زمین‌شناسی ایران به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا در محل برخورد پهنه‌های زاگرس و مکران واقع است و بخشی ازکمربند افیولیتی کهنوج - رودان – میناب را شامل می‌شود [۷-۹] (شکل۱).



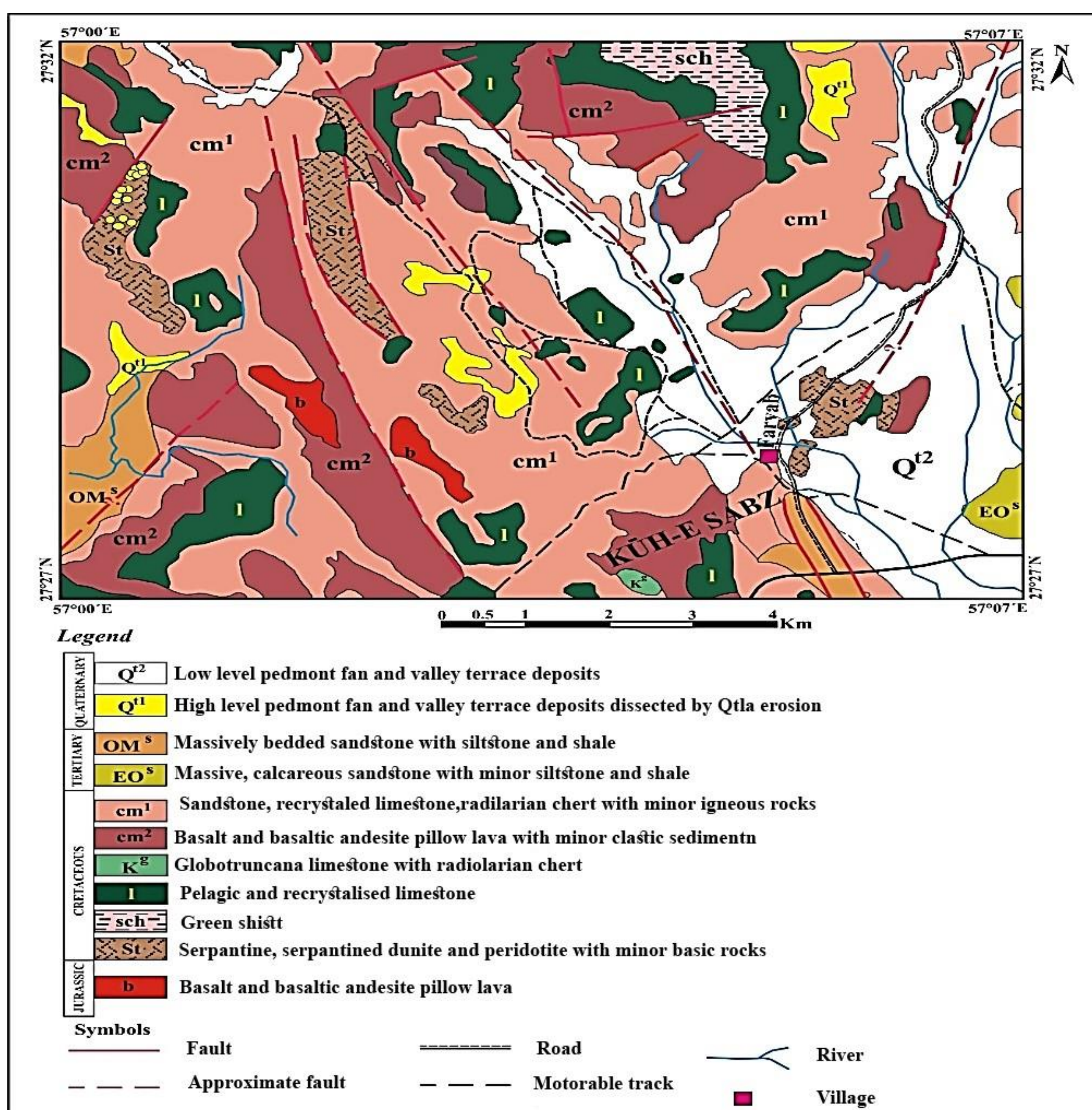

**شکل۱** تقسیم بندی پهنه‌های زمین‌شناسی ایران برگرفته از مراجع [۷-۹] با کم تغییرات.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

سنگ‌شناسی این منطقه بر اساس نقشه‌های کوچک مقیاس، از نوع فرامافیک است و بخشی از مجموعه افیولیت رودان محسوب می‌شود [۱۰] (شکل۲). این مجموعه افیولیتی از افیولیت‌های زاگرس بوده و در مرزبین پهنه‌های ساختاری زاگرس و سنندج – سیرجان واقع است. بر اساس فعالیت‌های استخراجی و اکتشافی انجام شده، رخنمون‌های کرومیت در شمال شرقی منطقه با روند شمال غرب- جنوب شرق دیده می‌شوند. منطقه مورد بررسی در پهنه افیولیتی زاگرس در بخش افیولیت‌های رودان قرار دارد. مجموعه افیولیتی صحرارود از شمال غرب به واحدهای سنگی زاگرس (گروه فارس) مربوط به میوسن - پلیوسن و از جنوب شرق به واحدهای فلیشی کرتاسه پسین- پالئوسن محدود است. توالی افیولیتی در این منطقه به صورت آمیزه و شامل سنگ‌های هارزبورژیت، سرپانتینیت، دونیت، گابروی دانه‌ای، بازالت‌های بالشی، توف شیلی، شیل، رادیولاریت و آهک‌های گودابه‌ای است (شکل ۳ الف). در جنوب غربی منطقه، راندگی اصلی زاگرس واقع بوده و این منطقه به شدت در معرض ساختارهای روراندگی میناب در ارتباط با راندگی اصلی زاگرس قرار گرفته است و گسل‌های عادی و راستالغز در راستای شمال غربی -جنوب شرقی تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی کرومیت، منگنز و مس در مجموعه‌های افیولیت‌های صحرارود دیده می‌شود. واحدهای سنگی منطقه را سنگ‌های فرامافیک مجموعه آمیزه رنگین رودان تشکیل می-دهند. این مجموعه فرامافیک در دورترین بخش جنوب شرقی پهنه سنندج - سیرجان واقع است. این همیافت از سمت شرق توسط گسل معکوس دستگرد از مجموعه دگرگونی بجگان جدا می‌شود. مجموعه افیولیتی رودان بخشی از قطعه اقیانوسی تتیس بوده که طی دوره کرتاسه پسین بر کرانه قاره قرار گرفته است [۱۱]. قدیمی‌ترین واحد سنگی در توالی افیولیتی منطقه مورد بررسی از سنگ‌های هارزبورژیت و دونیت تشکیل شده است که سرپانتینیت‌ها با برتری غالب هارزبورژیت تشکیل شده‌اند. اغلب سنگ‌ها از نوع هارزبورژیت هستند که به شدت خرد و دچار دگرشکلی شده و بیشتر به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. این واحد سنگی با واحدهای کنار خود مرز گسلی دارد. این سنگ‌های منطقه تا حدی دگرسان و هوازده شده‌اند، ولی با این وجود دارای پستی و بلندی و ریختار کوهستانی و سخت هستند و اغلب به صورت ستیغ‌های مرتفع با شیب دامنه زیاد و دره‌های پر پیچ و خم با پستی و بلندی‌های خشن رخنمون دارند (شکل ۳ ب). بخشی از سنگ‌های فرامافیک منطقه در معرض محلول‌های گرمابی قرار گرفته و به صورت کامل یا بخشی سرپانتینی شده‌اند (شکل ۳ پ) سطح هوازده این سنگ‌ها به رنگ سبز کم‌رنگ، خاکستری کم رنگ تا سفید دیده می‌شود. همچنین به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی و فرایندهای هوازدگی، درزه‌ها و شکستگی‌هایی در آنها به وجود آمده‌اند که با کربنات‌های ثانویه به شکل رگه‌های سفید دیده می‌شوند. این واحد سنگی دارای کانه‌زایی کرومیت به صورت عدسی در سنگ‌های دونیت (شکل ۳ ت) و هارزبورژیت (شکل ۳ ث) است. در بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی، واحد گابرویی دیده می‌شود که بر واحد هارزبورژیت قرار دارد. سنگی بازالت، و گدازه‌های بالشی بازالتی، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و بازالت، سنگ‌های رسوبی، فیلیت و مقدار کمی سنگ‌های آذرین درونی که در منطقه به رنگ قهوه‌ای تا قرمز دیده می‌شوند، در شمال منطقه واقع هستند. گستردگی این واحد شرقی – غربی است و با سنگ‌های فرامافیک سرپانتینیتی مرز گسله دارد. به دلیل فعالیت محلول‌های گرمابی، دگرسانی و هوازدگی، سنگ‌ها به شدت خرد شده‌اند و در محل‌هایی کانه-زایی ثانویه دیده می. اغلب سنگ‌های این واحد در نمونه دستی به رنگ قهوه‌ای و بخشی از آنها به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شوند. بازالت‌های بالشی به صورت بالش‌های گرد تا بیضی مانند در اندازه ۱۵ سانتی متر تا یک متر بین واحدهای سنگی آتشفشانی ریزدانه به خوبی و به شکل زیبایی دیده می‌شوند. در این واحد سنگی، کانه‌زایی منگنز رخ داده است (شکل۳ ج) . سنگ‌های آهک گودابه‌ای و آهک‌های بازتبلور شده (سنگ چینی) به صورت پراکنده در شرق و جنوب منطقه وجود دارند. آهک‌های گودابه‌ای اغلب به رنگ قرمز با چین‌خوردگی‌های بسیار ریز در کنار سنگ‌های سرپانتینیتی دیده می‌شوند. و گسترش و فراوانی چندانی ندارند. این در حالی است که رخنمون‌های سنگی آهک بازتبلور یافته با رنگ سفید، ریختار خشن و به صورت ستیغ مانند در منطقه به خوبی قابل تشخیص هستند (شکل ۳ الف).

**روش بررسی**

برای پژوهش پیرامون سنگ‌های فرامافیک منطقه صحرارود، پس از بررسی‌های اولیه و گردآوری گزارش‌های پیشین، با انجام عملیات صحرایی، واحدهای سنگ‌شناسی و ساختارهای زمین‌شناسی منطقه تفکیک شدند و از واحدهای سنگ‌شناسی توده‌های فرامافیک نمونه‌برداری شد. تعداد ۴۵ نمونه سالم و کمتر دگرسان شده برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب شد. برای تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، حدود ۵۰ نقطه انتخاب گردید. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها با ریزپردازش الکترونی با کاوشگر پرتوی ایکس (XPMA) در شرکت کانساران بینالود با دستگاه HORIBA مدل XGT-7200 با ولتاژ 50kV و شدت جریان 1Am در نقاطی به قطر صد میکرون و در مدت زمان ۸۰ ثانیه برای هر نقطه انجام شد. تفسیر و پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی با نرم افزارهایی چون GCDkit, igpet, Minpet انجام شد.




**شکل۲** نقشه ساده شده منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب [۱۰].



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]




**شکل۳** الف) نمایی از رخنمون سنگ‌های فرامافیک، سنگ‌های آهکی گودابه‌ای و سنگ‌های بازالتی در شرق منطقه (دید به سمت شمال شرق). ب) نمایی از رخنمون سنگ‌های هارزبورژیتی در منطقه مورد بررسی (دید به سمت شرق). پ) دگرسانی سنگ‌های فرامافیک به سرپانتینیت (دید به سمت شرق). ت) رگه کرومیت درون دونیت‌های سرپانتینی شده (دید به سمت شمال مقیاس عکس خودکار است). ث) رگه کرومیت در سنگ میزبان هارزبورژیت (دید به سمت شرق). ج) گدازه‌های بالشی بازالتی (دید به سمت شمال).

**سنگ نگاری**

مهم‌ترین واحدهای سنگی منطقه هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و سرپانتینیت هستند که سنگ‌های هارزبورژیت فراوانی بیشتری دارند. اغلب سنگ‌های هارزبورژیت به شدت خرد و دگرشکل و بیشتر به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. این واحد سنگی با واحدهای کنار خود مرز گسلی دارد. کانی‌های غالب در این سنگ‌ها بیشتر کانی‌های مافیک شامل الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و کانی سرپانتین هستند. کانی-های کدر نیز به مقادیر کمتر در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

هاررزبورژیت: بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه‌ای است. در برخی از نمونه‌های این سنگ‌ها، شبکه‌ای از شکستگی‌ها دیده می‌گردد که به آن‌ها ظاهری برشی داده‌اند. الیوین کانی اصلی این سنگ‌هاست که حدود ۷۰ - ۶۰ درصد حجمی آن‌ها را تشکیل می‌دهد و به شکل نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ حضور

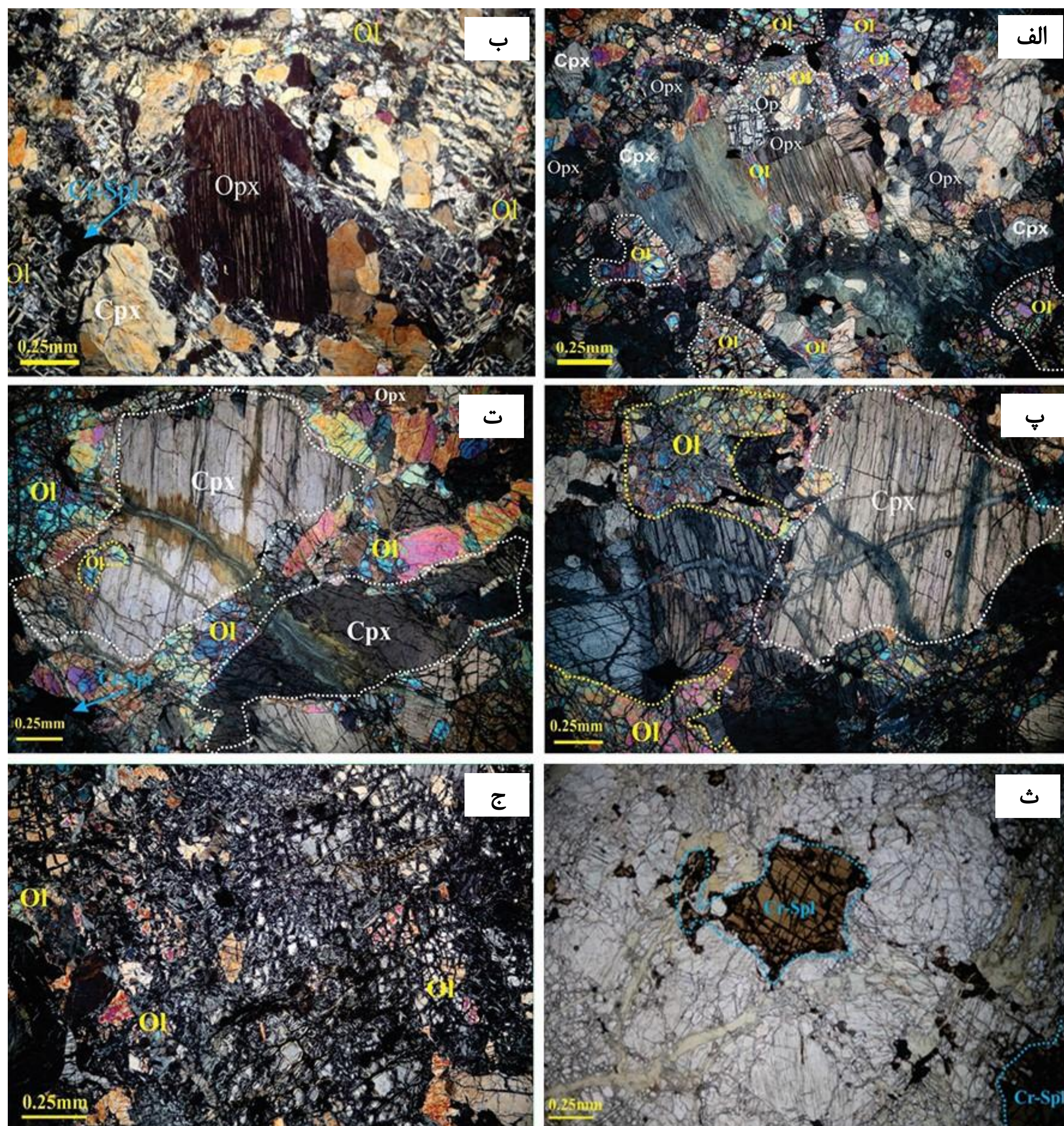

[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

دارد. برخی از آنها به شدت سرپانتینی شده و اغلب دارای شکستگی‌های بسیار هستند. ارتوپیروکسن به عنوان دومین کانی مهم، حدود ۳۰ - ۲۵ درصد را شامل شده که به صورت بی شکل تا نیمه شکل‌دار بخش عمده سنگ را تشکیل می‌دهد. در این نمونه‌ها و مقاطع میکروسکوپی، جدایش بین ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن دیده می‌شود که به احتمال بسیار مربوط به محلول جامد بین این دو کانی در دمای بالای گوشته‌ای و خروج این دو فاز به علت تغییر مکان به پوسته است [۱۲]. در واقع در این شرایط در دماهای بالا (شرایط گوشته‌ای)، نخست ارتوپیروکسن تشکیل شده و سپس مقداری کلسیم در ساختار ارتوپیروکسن باقی می‌ماند و پس از تغییر شرایط دمایی، تیغه‌های کلینوپیروکسن فوری در میان ساختار ارتوپیروکسن شروع به رشد می‌کنند [۱۲]. (شکل‌های ۴ الف، ب) کانی کلینوپیروکسن از کانی‌های فرعی موجود در سنگ هارزبورژیت است. این کانی بیشتر به صورت بی شکل دیده می‌شود. کانی‌های فرعی در این سنگ کلینوپیروکسن و کروم اسپینل هستند. این کانی به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با رنگ مشکی (در نور قطبیده متقاطع، XPL) و با رنگ قهوه‌ای تیره (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL) در بیشتر مقاطع دیده می‌شود. هارزبورژیت‌ها در بیشتر مقاطع دارای کانی‌های سرپانتین رشته‌ای (کریزوتیل) هستند. وجود کریزوتیل‌ها در شکستگی‌های الیوین‌ها نشان دهنده هجوم و اثر یک سیال داغ آبدار، پس از تشکیل بر این سنگ‌هاست.

لرزولیت از بافت‌های موجود در این سنگ می‌توان به بافت دانه‌ای، پورفیری با زمینه ریزسنگی و گاهی بافت غربالی شبکه‌ای اشاره نمود. این سنگ‌ها دارای کانی‌های الیوین، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن هستند. کروم اسپینل از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌هاست. بلورهای الیوین در این واحد سنگی بیشتر بی شکل تا نیمه شکل‌دار هستند و برخی از آنها به شدت سرپانتینی شده‌اند و اغلب دارای شکستگی‌های فراوان هستند (شکل ۴ پ). ارتوپیروکسن‌ها فراوان‌ترین کانی موجود در لرزولیت‌ها پس از الیوین هستند. این کانی‌ها اغلب در اندازه تا ۳ میلیمتر در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند. همچنین در این کانی‌ها میانبارهایی از الیوین که اغلب سرپانتینی شده‌اند، دیده می‌شوند، که این می‌تواند به دلیل تقدم تبلور و سرعت هسته‌بندی سریع کانی الیوین نسبت به کانی ارتوپیروکسن باشد. بعضی از ارتوپیروکسن‌ها شکستگی دارند و دگرسان شده‌اند. از آنجا که پیروکسن‌ها نسبت به الیوین‌ها کمتر دچار فرآیند برشی شدن و دگرشکلی می‌شوند، در این سنگ‌ها، بلورهای ارتوپیروکسن نسبت به الیوین‌ها کمتر قطعه قطعه شده‌اند، از این رو میزان شکستگی در کانی‌های ارتوپیروکسن کمتر از کانی‌های الیوین است. یکی از کانی‌های فرعی موجود در سنگ لرزولیت، کلینوپیروکسن است این کانی بیشتر به صورت بی شکل کمتر از حدود ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. تشخیص کانی کلینوپیروکسن از ارتوپیروکسن با توجه به خاموشی کانی‌ها ممکن است، کانی کلینوپیروکسن بیشتر با خاموشی مایل و کانی ارتوپیروکسن دارای خاموشی مستقیم است. کانی کلینوپیروکسن با کمترین شکستگی در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌گردد (شکل ۴ ت). کروم اسپینل‌ها در این سنگ‌ها در نور طبیعی با رنگ قهوه‌ای روشن تا خرمایی دیده می‌شوند و دارای فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد بوده و بیشتر بی شکل تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۴ ث.

دونیت: دونیت‌های مورد بررسی دارای بافت دانه‌ای هستند که ۹۰ درصد حجمی آن‌ها را کانی‌های الیوین تشکیل داده‌اند. الیوین‌ها بیشتر سرپانتینی شده‌اند و همچنین دارای شکستگی‌های فراوان هستند. سرپانتین‌ها درون و پیرامون الیوین‌ها قرار دارند. کانی سیاه رنگ کرومیت در الیوین‌ها به صورت میانبار وجود دارد. این کانی به رنگ قهوه‌ای تا سیاه و به صورت دانه‌های شکل‌دار تا بی‌شکل حدود ۱ تا ۵ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شود. بافت غالب در این سنگ‌ها بافت مشبک یا غربالی بوده که نتیجه شکستگی‌های بسیار در این کانی‌هاست.

سرپانتینیت: حدود ۹۰ درصد حجمی کانی‌های این سنگ دچار دگرسانی سرپانتینی شده و کانی‌های ثانویه سرپانتینی بسیاری در این سنگ دیده می‌شوند که جانشین بلورهای پیروکسن و به ویژه الیوین شده و کانی‌های الیوین و پیروکسن بسیاری نابود شده‌اند و بافت‌های اولیه قابل دیده نیستند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای است و آثاری از کانی‌های اولیه چون الیوین و پیروکسن در برگرفته شده بین کانی‌های سرپانتین دیده می‌شود (شکل ۴ ج). بافت موجود در این سنگ‌ها بیشتر شبکه‌ای و گاهی تیغه‌ای است. وجود بافت تیغه‌ای در سرپانتینیت‌ها نشان دهنده وجود سرپانتیت و بافت غربالی یا شبکه‌ای نیز به علت سرپانتینیت‌هاست.




**شکل ۴** الف) گسترش کانی‌های الیوین با شکستگی‌های بسیار به عنوان کانی اصلی در واحد سنگی هارزبورژیت (در نور قطبیده دایره‌ای، CPL)، ب) جدایش تیغه‌های ارتوپیروکسن از کلینوپیروکسن و همچنین کانی‌های الیوین با شکستگی‌های بسیار و کانی فرعی کروم اسپینل (CPL)، پ) بلورهای الیوین با شکستگی‌های بسیار کنار کانی کلینوپیروکسن (CPL)، ت) کانی‌های کلینوپیروکسن بی شکل و همچنین کانی الیوین به صورت میانبار در کانی کلینوپیروکسن (CPL). ث) کانی‌های الیوین با شکستگی‌های بسیار که با کانی‌های کروم اسپینل دربرگرفته شده‌اند (PPL). ج) دگرسانی سرپانتینی در کانی‌های الیوین و پیروکسن که کانی‌های ثانویه سرپانتینیت را به وجود آورده است (CPL). (Ol : الیوین، Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Cr-Spl: کروم اسپینل، Srp: سرپانتین).

**شیمی کانی‌ها**

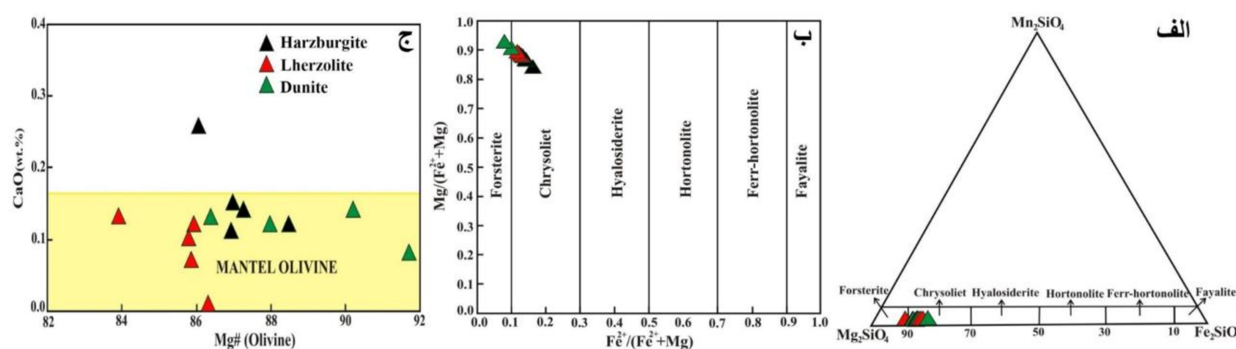
الیوین: از کانی‌های الیوین‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک منطقه مورد بررسی، به عنوان فراوانترین کانی، تعداد ۱۵ نقطه تجزیه نقطه‌ای شدند که نتایج در جدول ۱ آورده شده است. در ترکیب این کانی، فورستریت (Fo) ( از ۸۳ تا ۸۹ درصد) تغییر می‌کند. مقادیر اکسیدها از ۹ تا ۱۳ درصد متغیر است. در شکل ۵ الف، گستره ترکیب الیوین‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک بر خط فورستریت – فایالیت نشان داده شده است


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

[۱۳]. مقدار Mg# بین ۰٫۸۵ تا ۰٫۹۱ است. الیوین‌های فرامافیک منطقه با توجه به شکل ۵ ب نیز در گستره کریزولیت تا فورستریت قرار دارند [۱۴]. نمودار تغییرات Mg# نسبت به CaO، ارتباط الیوین‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک منطقه مورد بررسی را با الیوین‌های گوشته‌ای نشان می‌دهد. (شکل ۵ پ) از ویژگی‌های سنگ‌های فرابازی نوع آلپی، بالابودن مقدار منیزیم آنهاست [۱۵]. چنان که دیده می‌شود، الیوین‌های مورد بررسی از سنگ‌های فرامافیک دارای مقدار MgO بین ۳۰ تا ۴۶ درصد وزنی و تقریباً غنی از MgO هستند. (شکل ۵) توده فرامافیک لیزارد واقع در کورنوال دارای الیوین‌های با ترکیب برابر ۸۹- ۹۱ است [۱۶]. این در حالی ست که گستره ترکیب الیوین‌ها در پریدوتیت‌های نوع آلپی بین Fo87.8 تا Fo94.4 [۱۸،۱۷] و در مجموعه لایه‌ای استیل واتر نیز از Fo94 تا Fo80 [۱۹] متغیر است. که از مقایسه ترکیب الیوین‌های موجود در سنگ‌های فرامافیکی منطقه مورد بررسی (Fo85 تا Fo89) آنها به احتمال بسیار هارزبورژیت از نوع پریدوتیت‌های آلپی هستند.

**جدول۱** نتایج تجزیه ریزپردازشی الیوین های سنگهای فرامافیک منطقه (برحسب درصد وزنی)

| نمونه | A-11-1 | A-11-3 | A-11-4 | A-16-2 | A-16-3 | A-16-7 | A-44-6 | A-44-7 | A-7-2 | A-7-3 | A-7-4 | A-7-7 | A-7-8 | A-7-9 | A-7-11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۴۱٫۶۸ | ۳۹٫۲۷ | ۵۲٫۳۱ | ۴۱٫۶۹ | ۳۹٫۵۴ | ۴۶٫۸۸ | ۴۶٫۸۱ | ۴۶٫۷۹ | ۳۹٫۸۸ | ۵۱٫۷۳ | ۳۹٫۰۶ | ۳۹٫۵۳ | ۴۱٫۲۶ | ۳۶٫۷۵ | ۴۷٫۰۶ |
| $TiO_2$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۷ | ۰٫۰۰ | ۲٫۸۱ | ۰٫۶۷ | ۰٫۰۰ | ۰٫۸۴ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۴۰ |
| $Al_2O_3$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۴٫۴۸ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۴٫۰۶ | ۴٫۴۶ | ۴٫۸۹ | ۰٫۰۰ | ۱٫۵۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۲٫۵۰ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۹۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۱٫۳۲ | ۱٫۲۰ | ۱٫۲۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۳۶ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۸۲ |
| FeO | ۱۲٫۰۲ | ۱۳٫۶۲ | ۱۰٫۵۵ | ۹٫۱۰ | ۱۲٫۴۰ | ۹٫۰۶ | ۹٫۰۶ | ۹٫۰۶ | ۱۳٫۴۰ | ۱۰٫۱۱ | ۱۳٫۹۱ | ۱۳٫۲۶ | ۱۱٫۹۶ | ۱۳٫۰۲ | ۹٫۰۵ |
| MnO | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۰ | ۰٫۲۹ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۹ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۵ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۵ | ۰٫۲۵ | ۰٫۱۵ | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۰ |
| MgO | ۴۴٫۴۲ | ۴۵٫۲۳ | ۳۰٫۳۱ | ۴۷٫۰۱ | ۴۳٫۰۹ | ۳۵٫۶۴ | ۳۴٫۷۲ | ۳۳٫۴۷ | ۴۴٫۸۷ | ۳۴٫۲۱ | ۴۵٫۲۰ | ۴۵٫۳۵ | ۴۴٫۹۵ | ۴۶٫۴۴ | ۳۷٫۵۱ |
| CaO | ۰٫۱۵ | ۰٫۰۷ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۰ | ۰٫۶۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۰۸ | ۰٫۱۲ |
| مجموع | ۹۸٫۵۱ | ۹۸٫۳۹ | ۹۹٫۱۹ | ۹۸٫۰۱ | ۹۸٫۱۶ | ۹۷٫۷۵ | ۹۶٫۵۴ | ۹۶٫۶۳ | ۹۸٫۴۹ | ۹۸٫۸۶ | ۹۸٫۴۲ | ۹۸٫۵۱ | ۹۸٫۶۵ | ۹۶٫۵۲ | ۹۷٫۶۶ |
| Si | ۱٫۰۵ | ۰٫۹۹ | ۱٫۳۹ | ۱٫۰۴ | ۱٫۰۱ | ۱٫۳۲ | ۱٫۲۴ | ۱٫۲۵ | ۱٫۰۱ | ۱٫۳۵ | ۰٫۹۹ | ۱٫۰۰ | ۱٫۰۴ | ۰٫۹۴ | ۱٫۲۳ |
| Ti | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ |
| Al | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۴ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۷ |
| Fe2 | ۰٫۲۵ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۳ | ۰٫۱۹ | ۰٫۲۶ | ۰٫۱۹ | ۰٫۲۰ | ۰٫۲۰ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۷ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۵ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۹ |
| Mn | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ |
| Mg | ۱٫۶۷ | ۱٫۷۰ | ۱٫۲۰ | ۱٫۷۵ | ۱٫۶۵ | ۱٫۳۹ | ۱٫۳۷ | ۱٫۳۳ | ۱٫۶۹ | ۱٫۳۴ | ۱٫۷۰ | ۱٫۷۱ | ۱٫۶۹ | ۱٫۷۷ | ۱٫۴۶ |
| Ca | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Fo | ۸۶٫۴۱ | ۸۵٫۲۸ | ۸۳٫۰۷ | ۸۹٫۸۷ | ۸۵٫۷۶ | ۸۷٫۳۳ | ۸۶٫۸۳ | ۸۶٫۳۶ | ۸۵٫۳۱ | ۸۴٫۵۰ | ۸۵٫۰۵ | ۸۵٫۵۴ | ۸۶٫۴۷ | ۸۶٫۱۱ | ۸۷٫۶۷ |
| Fa | ۱۳٫۱۲ | ۱۴٫۴۱ | ۱۶٫۲۲ | ۹٫۷۶ | ۱۳٫۸۴ | ۱۲٫۴۵ | ۱۲٫۷۱ | ۱۳٫۱۱ | ۱۴٫۲۹ | ۱۴٫۰۱ | ۱۴٫۶۸ | ۱۴٫۰۳ | ۱۲٫۹۱ | ۱۳٫۵۴ | ۱۱٫۸۷ |



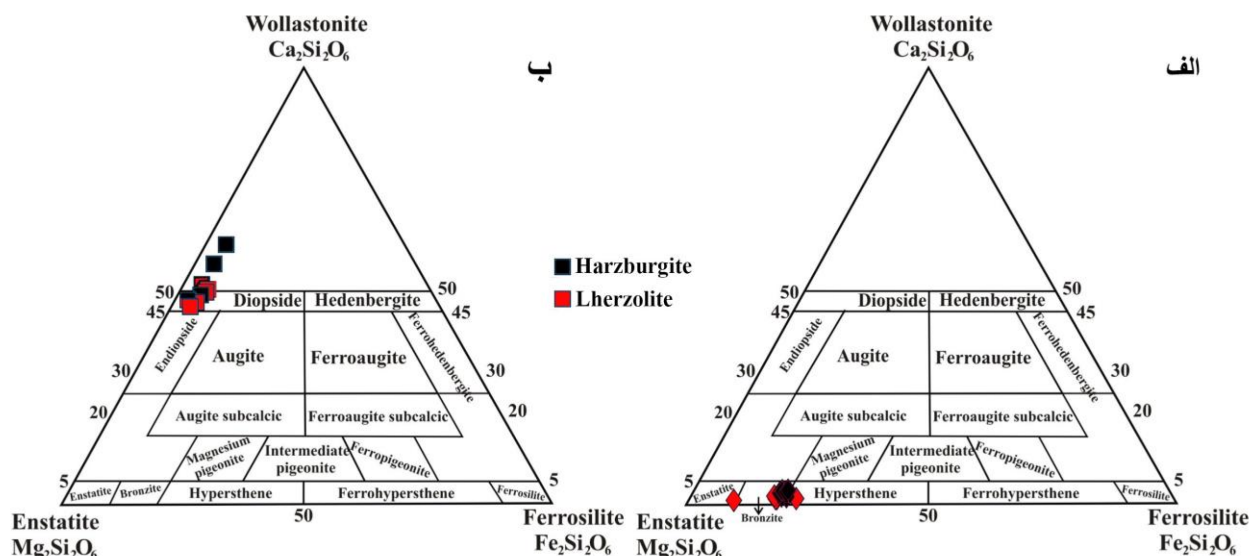

**شکل۵** الف) گستره ترکیب الیوین‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک منطقه مورد بررسی روی خط اتصال فورستریت – فایالیت [۱۳]. ب) ترکیب الیوین‌های موجود در واحدهای مختلف فرامافیک منطقه [۱۴] (پ) نمودار تغییرات Mg# نسبت به CaO [۱۵].


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

ارتو پیروکسن: کانی ارتوپیروکسن پس از کانی الیوین بخش عمده سنگ‌های فرامافیک موجود در منطقه را تشکیل می‌دهد. این کانی در اغلب واحدهای سنگی مورد بررسی ترکیب انستاتیتی نشان می‌دهد. نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی در جدول ۲ آورده شده است. ارتوپیروکسن‌های موجود در سنگ-های هارزبورژیتی منطقه مورد بررسی براساس نمودار Wo-En-Fs، ترکیب برونزیت تا انستاتیتی دارند [۲۰] (شکل ۶ الف).

**جدول۲** نتایج تجزیه ریزپردازشی ارتوپیروکسن‌های سنگ‌های فرامافیک منطقه

| نمونه | A.16.1 | A.16.4 | A.16.5 | A.16.8 | A.16.11 | A.44.1 | A.44.5 | A.44.11 | A.44.12 | A.44.13 | A.7.5 | A.7.6 | A.7.10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۵۲/۱۲ | ۵۱/۰۳ | ۵۳/۰۳ | ۵۲/۵۶ | ۵۳/۲۶ | ۵۲/۷۷ | ۵۴/۴۵ | ۵۵/۲۱ | ۵۵/۳۵ | ۵۳/۸۸ | ۵۴/۷۳ | ۵۴/۲۱ | ۵۵/۹۳ |
| $TiO_2$ | ۰/۰۰ | ۰/۰۸ | ۰/۱۷ | ۰/۱۸ | ۰/۱۳ | ۰/۲۶ | ۰/۱۹ | ۰/۱۸ | ۰/۱۵ | ۰/۲۲ | ۰/۱۱ | ۰/۱۴ | ۰/۱۶ |
| $Al_2O_3$ | ۲/۸۴ | ۲/۸۴ | ۳/۶۲ | ۳/۴۲ | ۳/۰۴ | ۳/۳۸ | ۳/۰۳ | ۳/۵۹ | ۳/۷۴ | ۳/۳۸ | ۳/۳۷ | ۳/۲۷ | ۳/۴۶ |
| $Cr_2O_3$ | ۰/۰۰ | ۰/۹۰ | ۰/۶۶ | ۰/۸۷ | ۰/۶۰ | ۰/۷۰ | ۰/۵۸ | ۰/۶۲ | ۰/۵۷ | ۰/۹۵ | ۰/۷۹ | ۰/۶۴ | ۰/۶۳ |
| FeO | ۶/۱۷ | ۲/۸۷ | ۵/۳۴ | ۶/۰۰ | ۵/۶۴ | ۵/۵۴ | ۵/۸۲ | ۵/۰۳ | ۵/۰۳ | ۵/۳۰ | ۵/۹۳ | ۵/۹۲ | ۵/۶۵ |
| MnO | ۰/۱۸ | ۰/۰۰ | ۰/۲۳ | ۰/۲۲ | ۰/۲۳ | ۰/۲۱ | ۰/۲۲ | ۰/۲۳ | ۰/۲۲ | ۰/۱۸ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۲۴ |
| MgO | ۳۶/۹۳ | ۳۹/۴۴ | ۳۳/۶۷ | ۳۱/۹۱ | ۳۳/۰۲ | ۳۲/۲۸ | ۳۱/۲۵ | ۳۰/۷۸ | ۳۰/۶۱ | ۳۱/۳۱ | ۳۰/۶۳ | ۳۱/۱۳ | ۳۱/۰۶ |
| CaO | ۰/۸۴ | ۰/۳۸ | ۱/۱۶ | ۲/۱۱ | ۱/۴۳ | ۲/۲۳ | ۱/۷۹ | ۱/۷۹ | ۰/۷۶ | ۲/۱۸ | ۰/۷۷ | ۱/۰۰ | ۱/۲۳ |
| مجموع | ۹۹/۰۸ | ۹۷/۵۴ | ۹۷/۸۸ | ۹۷/۲۷ | ۹۷/۳۵ | ۹۷/۳۷ | ۹۷/۳۳ | ۹۷/۴۳ | ۹۶/۴۳ | ۹۷/۴۰ | ۹۶/۳۳ | ۹۶/۳۱ | ۹۶/۰۳ |
| Si | ۱/۷۳ | ۱/۷۴ | ۱/۷۷ | ۱/۷۷ | ۱/۷۹ | ۱/۷۸ | ۱/۸۳ | ۱/۸۵ | ۱/۸۶ | ۱/۸۱ | ۱/۸۲ | ۱/۸۳ | ۱/۸۲ |
| Ti | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Al | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۱۵ | ۰/۱۳ | ۰/۱۲ | ۰/۱۳ | ۰/۱۲ | ۰/۱۴ | ۰/۱۴ | ۰/۱۳ | ۰/۱۳ | ۰/۱۳ | ۰/۱۳ |
| Cr | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| $Fe^{2+}$ | ۰/۱۷ | ۰/۰۸ | ۰/۱۵ | ۰/۱۷ | ۰/۱۵ | ۰/۱۵ | ۰/۱۶ | ۰/۱۴ | ۰/۱۴ | ۰/۱۵ | ۰/۱۶ | ۰/۱۶ | ۰/۱۶ |
| $Fe^{3+}$ | ۰/۲۲ | ۰/۱۲ | ۰/۲۰ | ۰/۲۲ | ۰/۲۱ | ۰/۲۱ | ۰/۲۱ | ۰/۱۹ | ۰/۱۹ | ۰/۲۰ | ۰/۲۶ | ۰/۲۱ | ۰/۲۱ |
| Mn | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Mg | ۱/۸۳ | ۲/۰۱ | ۱/۶۸ | ۱/۶۱ | ۱/۶۶ | ۱/۶۲ | ۱/۵۶ | ۱/۵۴ | ۱/۵۴ | ۱/۵۷ | ۱/۵۲ | ۱/۵۷ | ۱/۵۷ |
| Ca | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۴ | ۰/۰۷ | ۰/۰۵ | ۰/۰۸ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ | ۰/۰۲ | ۰/۰۷ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ |
| Fs | ۱۷/۴۵ | ۹/۰۸ | ۱۶/۹۶ | ۱۸/۸۴ | ۱۷/۸۰ | ۱۷/۶۶ | ۱۸/۸۷ | ۱۷/۳۳ | ۱۷/۷۶ | ۱۷/۵۸ | ۲۱/۵۹ | ۱۹/۴۱ | ۱۸/۷۸ |
| En | ۸۱/۲۲ | ۹۰/۲۹ | ۸۱/۰۳ | ۷۷/۴۸ | ۷۹/۷۲ | ۷۸/۴۴ | ۷۷/۹۳ | ۷۹/۳۵ | ۸۰/۸۰ | ۷۸/۴۹ | ۷۷/۰۲ | ۷۸/۷۷ | ۷۸/۷۹ |
| Wo | ۱/۳۳ | ۰/۶۳ | ۲/۰۱ | ۳/۶۸ | ۲/۸۴ | ۳/۸۹ | ۳/۲۱ | ۳/۳۲ | ۱/۴۴ | ۳/۹۳ | ۱/۳۹ | ۱/۸۲ | ۲/۲۵ |




**شکل۶** الف) ترکیب ارتوپیروکسن‌های واحدهای مختلف فرامافیک منطقه مورد بررسی و ب) ترکیب کلینوپیروکسن‌های واحدهای مختلف فرامافیک منطقه مورد بررسی بر اساس نمودار مثلثی فورستریت-ولاستونیت-انستاتیت [۲۰].


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

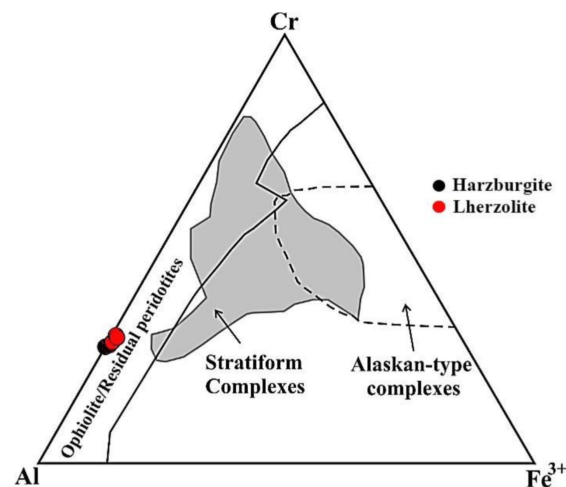
کلینوپیروکسن: یکی از فراوان‌ترین کانی‌های درشت بلور در سنگ‌های مورد بررسی کلینوپیروکسن‌ها هستند که به‌عنوان میزبان اصلی عناصر کمیاب شاخص شناخته شده‌اند [۲۱] و به‌دلیل غنی‌شدگی از عناصر شیمیایی اصلی و جزئی، نقش مهمی در بررسی‌های سنگ‌زایی سنگ‌های آذرین دارند. پیروکسن‌ها از خانواده سیلیکات‌های زنجیره‌ای هستند، در این جا از آنها برای برآورد نسبی شرایط تبلور ماگما چون فشار و دمای سنگ‌های فرامافیک مورد بررسی استفاده شد. بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن از راه‌های مهم برای تعیین سرشت ماگمایی است. کانی‌های کلینوپیروکسن موجود در منطقه مورد بررسی بیشتر ترکیبی دیوپسیدی از خود نشان می‌دهند. نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی‌ها در جدول ۳ آورده شده است. براساس بررسی‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های موجود در منطقه مورد بررسی، کلینوپیروکسن‌ها بیشتر ترکیبی دیوپسیدی دارند و مقدار Wo-En-Fs در آنها به ترتیب در حدود ۴۵،۰۷-۵۹،۴۷ و ۳۶،۳۶-۵۰،۶۸ و ۲،۶۹-۵،۶۸ است (شکل ۶ ب).

کروم اسپینل: فرمول عمومی کروم اسپینل $[Mg,Fe^{+2}][Cr,Al,Fe^{3+}]_2O_4$ است و این کانی مانند کانی کلینوپیروکسن از کانی های شاخص برای تعیین فرآیندهای سنگ‌شناسی مربوط به ماگماهاست [۲۲]. برای زمین‌شناسان افیولیتی، کانی کروم اسپینل از مهمترین کانی‌ها برای تعیین فرآیندهای مختلف سنگ‌شناسی است، به طوری که هر نوع این کانی را به محیط و سنگ میزبانی نسبت می‌دهند. به طور کلی، می‌توان گفت که این کانی یک شاخص مهم برای دگرگونی‌های ماگمایی است [۲۳]. به باور برخی پژوهشگران، کانی مذکور تا حدی به درجه و شرایط ذوب بخشی و واکنش سنگ با مذاب وابسته است، به طوری که تغییرات Cr# در این کانی به میزان ذوب و تغییرات مقدار Mg# به تغییرات دما حساس است [۲۵،۲۴]. در این راستا تغییرات ترکیب کانی کروم اسپینل را تابع عوامل مختلفی چون ترکیب ماگمای اولیه، تغییرات گریزندگی اکسیژن [۲۱] و فشار و دمای تبلور و چگونگی سرد شدن سنگ دانسته‌اند [۲۶،۲۳]. به باور کامنتسکی و همکاران [۲۳]، عوامل مختلفی بر مقدار Mg# موجود در کروم اسپینل‌ها موثر هستند که از آن جمله می‌توان به ۱) مقدار Mg# سنگ مادر اولیه، ۲) مقدار $Al_2O_3$ موجود در مذاب، ۳) گریزندگی اکسیژن و در نتیجه نسبت $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ و ۴) تعادل دوباره کانی‌های سیلیکاتی و نرخ سرد شدن و اندازه بلوارها اشاره کرد. با توجه به اهمیت رخدادهایی که این کانی در خود ثبت می‌نماید، گزارش شده است که کاهش مقدار Mg# در کانی کروم اسپینل می‌تواند بیشتر ناشی از غنی‌شدگی پریدوتیت‌ها طی دگرنهادی و یا پایین بودن مودال کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها در یک دمای مشخص باشد [۲۷]. برای تعیین درجه ذوب بخشی نیز می‌توان از این کانی استفاده کرد، به طوری که هر چه مقدار ذوب بخشی بیشتر باشد، مقدار Cr# در این کانی افزایش می‌یابد. کروم اسپینل‌های موجود در واحدهای مختلف فرامافیک منطقه مورد بررسی اغلب ترکیبی یکنواخت و بیشتر ترکیبی آلومینیوم‌دار دارند. همه کروم اسپینل‌های موجود دارای گرایش‌های گوشته‌ای با کمترین تهی شدگی هستند. نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی در جدول ۴ آورده شده است. در بررسی اولیه بودن این اسپینل‌ها از این واقعیت نیز استفاده شد که تنها اسپینل‌های با مقدار $TiO_2$ کمتر از ۰/۱۲ درصد وزنی می‌توانند اولیه باشند و مقدار بیشتر این اکسید را می‌توان به فرآیندهای مربوط به دگرنهادی زیر خط انجماد نسبت داد [۲۸]. از این رو، با توجه به اینکه مقدار این اکسید در فرامافیک‌های منطقه مورد بررسی از صفر تا ۰/۰۹ درصد در تغییر است، می‌توان نتیجه گرفت که که این کروم اسپینل‌ها اولیه هستند. کروم اسپینل‌های منطقه مورد بررسی با مقدار بالایی از آلومینیوم از گروه کروم اسپینل‌های غنی از آلومینیوم هستند [۲۹] (شکل ۷). این در حالی است که مقدار $Al_2O_3$ آنها ۳۹،۸۲-۴۳،۰۶ است. همه کروم اسپینل-های موجود در این واحد سنگی بر پایه نمودار $Cr_2O_3$ نسبت به $Al_2O_3$ گرایش به آرایه‌های گوشته‌ای داشته و در راستای کمترین تهی شدگی قرار دارند [۳۰-۳۲] (شکل ۸).

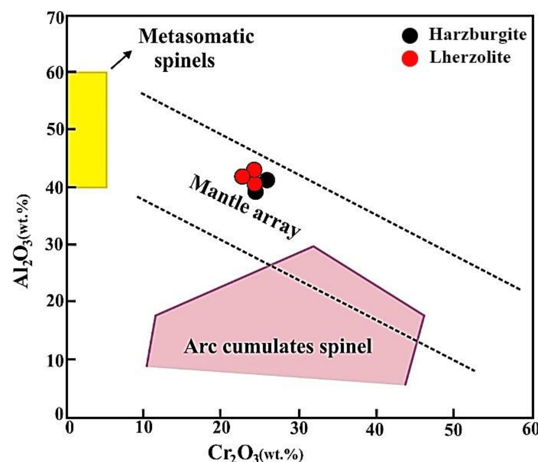

[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

**جدول۴** داده‌های تجزیه نقطه‌ای کروم اسپینل سنگ‌های منطقه مورد بررسی.

| نقطه | A-11-2 | A-11-5 | A-11-6 | A-11-9 | A-16-6 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۰/۰۰ | ۱/۳۶ | ۰/۷۱ | ۰/۰۰ | ۱/۶۰ |
| $TiO_2$ | ۰/۰۰ | ۰/۰۶ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۷ |
| $Al_2O_3$ | ۴۱/۲۳ | ۳۹/۸۲ | ۴۱/۲۷ | ۴۳/۰۶ | ۴۱/۸۶ |
| $Cr_2O_3$ | ۲۶/۷۸ | ۲۵/۳۶ | ۲۵/۲۷ | ۲۵/۱۷ | ۲۳/۷۳ |
| FeO | ۱۳/۶۳ | ۱۴/۲۸ | ۱۴/۰۵ | ۱۳/۳۵ | ۱۴/۳۸ |
| MnO | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۱۵ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| MgO | ۱۶/۵۲ | ۱۷/۳۶ | ۱۶/۷۴ | ۱۶/۶۷ | ۱۶/۵۲ |
| مجموع | ۹۸/۱۶ | ۹۸/۲۴ | ۹۸/۲۸ | ۹۸/۳۴ | ۹۸/۱۶ |
| Si | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۵ |
| Ti | ۰/۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۱ |
| Al | ۱/۳۸ | ۱/۳۳ | ۱/۳۷ | ۱/۴۳ | ۱/۳۹ |
| Cr | ۰/۶ | ۰/۵۶ | ۰/۵۶ | ۰/۵۶ | ۰/۵۳ |
| $Fe^{2+}$ | ۰/۳۰ | ۰/۳۱ | ۰/۳۱ | ۰/۳۰ | 0/34 |
| $Fe^{3+}$ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ |
| Mn | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Mg | ۰/۷۰ | ۰/۷۳ | ۰/۷۰ | ۰/۷۰ | ۰/۶۹ |
| مجموع کاتیون | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ |
| مجموع | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ |
| Mg# | ۶۹/۸۴ | ۷۰/۳۱ | ۶۹/۲۰ | ۶۹/۷۲ | ۶۷/۱۹ |
| Cr# | ۳۰/۳۵ | ۲۹/۹۳ | ۲۹/۱۲ | ۲۸/۱۷ | ۲۷/۵۵ |




**شکل۷** ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در واحدهای الترامافیک منطقه بر پایه نمودار سه تایی مرجع [۲۹]، که بیشتر کروم اسپینل‌ها در گستره غنی از آلومنیوم قرار دارند.




**شکل۸** تغییرات $Cr_2O_3$ نسبت به $Al_2O_3$ در اسپینل‌های منطقه که براساس آن، همه نمونه‌های موجود در واحدهای فرامافیک مورد بررسی گستره گوشته‌ای را نشان می‌دهند [۳۰-۳۲].


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

**دما-فشار سنجی کلینوپیروکسن‌ها**

بررسی‌های تجربی نشان داده است که از ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌توان برای تعیین شرایط دما-فشار (P-T) طی تبلور استفاده نمود [۳۴،۳۳]. که در این جا، بر پایه داده‌های تجزیه شیمی‌کانی پیروکسن، دما و فشار برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی محاسبه شد.

دماسنجی: ازجمله نمودارهای مشترک برای تعیین دما-فشار تبلور پیروکسن‌ها، نمودارهای دو متغیره هستند [۳۵]. در استفاده از این نمودارها برای دما-فشارسنجی نیازی به حضور همزمان دو پیروکسن نیست و همچنین برای انواع پیروکسن-های Ca-Mg-Feدار و Fe-Mgدار کاربرد دارد؛ چنان که در شکل ۹ الف دیده می‌شود نمونه‌های مورد بررسی گستره دمایی ۱۱۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. همچنین دماسنجی براساس رابطه بین $Al_2O_3$ و دما طراحی شده است [۳۶] که برای دماسنجی نمونه‌های مورد بررسی استفاده شد:

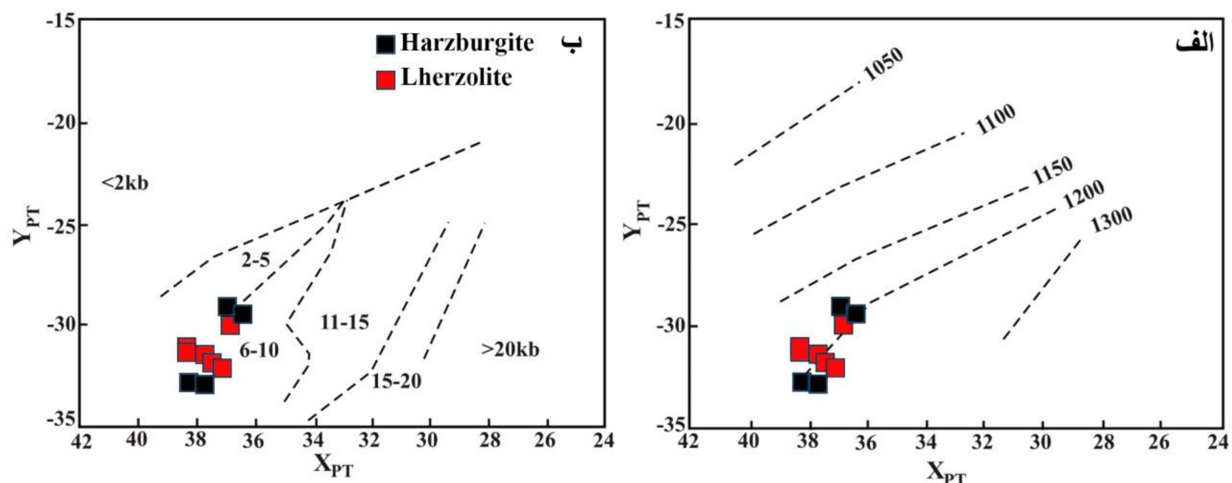
$$T(\pm 40^{o}C) = 93.2\ Al_2O_3 + 742$$

در این رابطه، T برحسب درجه سانتی‌گراد و مقدار $Al_2O_3$ برحسب درصد وزنی است.کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی دمایی بین ۱۰۳۷ تا ۱۲۰۷ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (جدول ۳).

فشارسنجی: چنان که برای دماسنجی اشاره شد، از نمودار دو متغیره YPT نسبت به XPT [۲۷] افزون بر محاسبه دما برای براورد فشار نیز استفاده می‌گردد، براین اساس کلینوپیروکسن-های مورد بررسی در فشار بالا (۱۰-۶ کیلوبار) متبلور شده‌اند (شکل ۹ ب).

**محیط زمین ساختی**

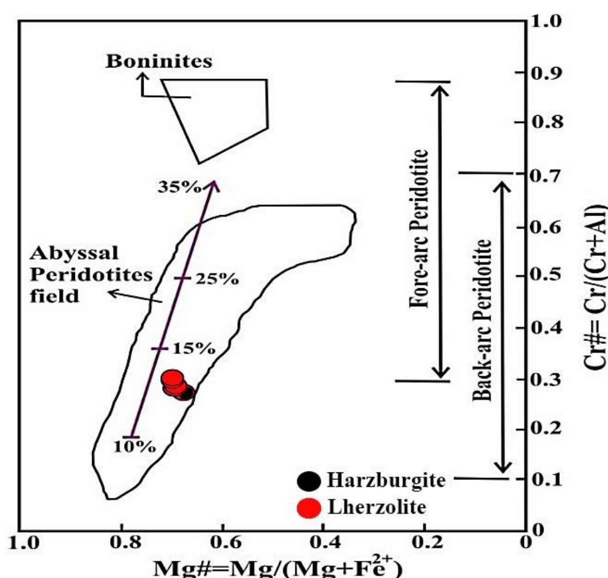
به منظور براورد میزان ذوب‌بخشی در سنگ‌های فرامافیک منطقه، می‌توان از شیمی کانی کرم اسپینل، پیروکسن و الیوین برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌ها استفاده کرد [۳۷]. بر اساس مقادیر Mg# نسبت به Cr# در اسپینل‌های منطقه مورد بررسی، این سنگ‌ها ویژگی‌های پریدوتیت‌های عمیق کمتر تهی شده تا ۱۴ درصد ذوب‌بخشی از یک گوشته اولیه را نشان می‌دهند [۳۸-۴۱] (شکل۱۰). در سنگ‌های پریدوتیتی، اغلب درجه ذوب‌شدگی بین ۵ تا حدود ۴۱ درصد است [۴۲]. با افزایش درجه ذوب‌بخشی سنگ‌های تهی شده در گوشته بالایی، درصد مودال کانی الیوین به تدریج افزایش یافته، مقدار کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابد و مقدار کانی ارتوپیروکسن نیز نخست به آرامی، پس از ناپدید شدن کلینوپیروکسن به سرعت کم می‌شود. این تغییرات، بر اساس ترکیب اولیه سنگ مادر در گستره ۱۵ تا ۴۱ درصد از درجه ذوب‌شدگی رخ می‌دهد [۴۳].




**شکل۹** الف- دماسنجی نمونه‌های مورد بررسی براساس ترکیب کلینوپیروکسن با استفاده از نمودار YPT نسبت به XPT [۳۵] . ب- برآورد فشار در محیط تبلور پیروکسن‌های مورد بررسی با استفاده از نمودار YPT نسبت به XPT از [۳۵] .

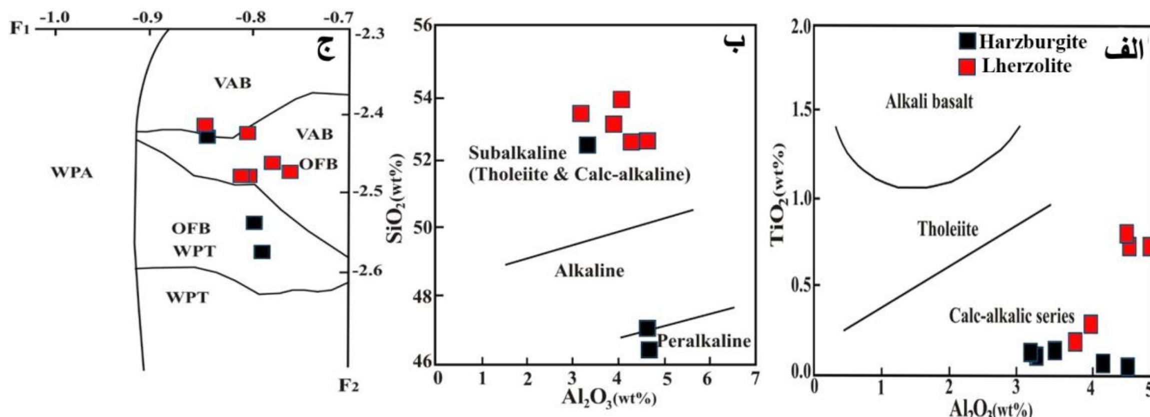
$$XPT= 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 -0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^t- 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$
$$YPT = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^t + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]




**شکل۱۰** نمودار #Mg نسبت به #Cr برای اسپینل‌های منطقه مورد بررسی که براساس آن، این سنگ‌ها ویژگی‌های پریدوتیت‌های عمیق کمتر تهی شده تا ۱۴ درصد ذوب‌بخشی از یک گوشته اولیه را نشان می‌دهند. گستره‌های آبیسال، جلوی قوس و پشت قوس به ترتیب، برگرفته از مراجع [۳۸-۴۰] هستند. گستره بونینیت‌ها از مرجع [۱۵] آورده شده است. نماد مشخص شده نشان دهنده درصد ذوب سنگ پریدوتیت میزبان بر اساس محاسبات مرجع [۴۱] است.

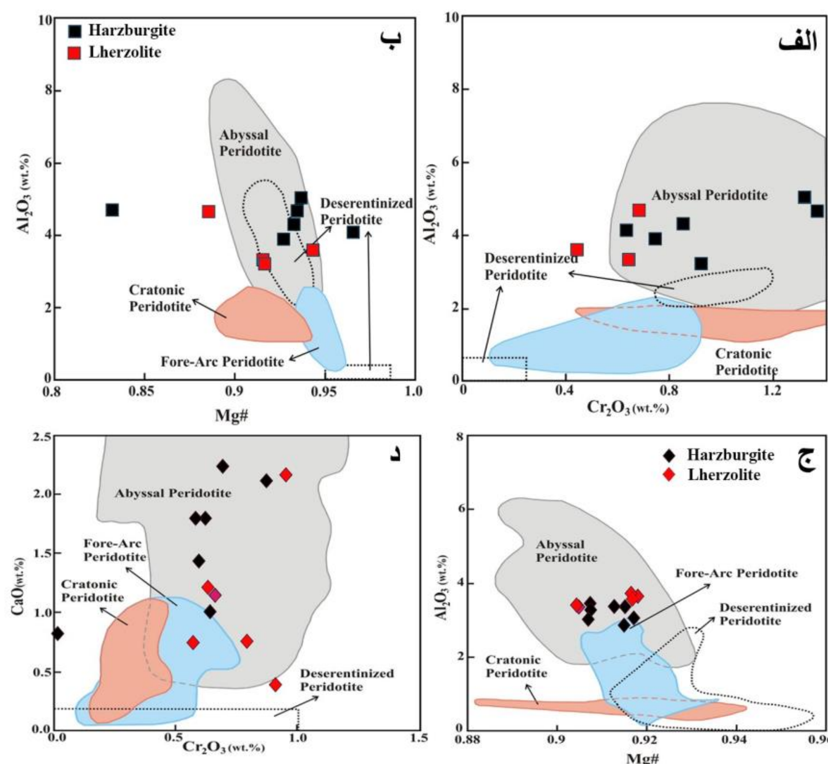
طی ذوب بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله کم و زیاد می‌شود، بلکه ترکیب هر فاز نیز ممکن است تغییر کند. برای مثال، نسبت Mg/Fe در الیوین و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Alدر اسپینل‌ها افزایش می‌یابد، در صورتیکه مقدار عناصر Al, Na و Ti در پیروکسن‌ها کم می‌شود [۴۳]. این امر می-تواند نشان دهنده این باشد که عناصر ماگما دوست، چون Ti ، Fe، Al و قلیایی‌ها تمایل دارند که به مذاب وارد شوند، ولی عناصر دیرگداز چون Mg و Cr مایل به ماندن تفاله هستند. از این رو، ترکیب مودال و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای می‌تواند شاخصی برای درجه ذوب‌شدگی و یا تهی-شدگی این سنگ‌ها باشد. در پریدوتیت‌ها، افزایش مقدار Cr#(Sp)بیانگر افزایش مقدار ذوب بخشی در گوشته است [۴۴]. از این رو، از ترکیب کروم اسپینل می‌توان برای بررسی محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها استفاده نمود. نسبت Cr/Al در اسپینل‌های موجود حدود ۰،۳ تا ۰،۴ است، این نشان می‌دهد که لرزولیت‌های کمتر تهی شده پریدوتیت‌های وابسته به آبیسال هستند، که در مرکز گسترش اقیانوس همراه با خروج گدازه کم ایجاد شده‌اند. برای درک بهتر تکامل زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان و محیط زمین‌ساختی آنها می‌توان از مقادیر عناصر جزئی کانی‌های پیروکسن چون Ti، Al، Na، Cr و به ویژه Si به عنوان شاخص استفاده نمود. از این رو، می‌توان از ترکیب‌شیمیایی کلینوپیروکسن برای تعریف سری ماگمایی و همچنین محیط زمین‌ساختی ماگماها بهره برد [۴۵]. براساس نمودارهای $SiO_2$ و $TiO_2$ نسبت به $Al_2O_3$ (شکل‌های ۱۱ الف و ب؛ [۴۶])، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در گستره نیمه قلیایی (سری آهکی قلیایی) قرار دارند. از آنجا که ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی و موقعیت زمین-ساختی گدازه میزبان نیز بستگی دارد، می‌توان از آنها به طور گسترده برای تعیین موقعیت زمین‌شناسی سنگ‌ها استفاده نمود [۴۷،۴۸]. بر پایه نمودار F1 نسبت به F2، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در محیط‌های زمین‌ساختی مربوط به قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت‌های کف اقیانوس (OFB) قرار می‌گیرند (شکل۱۱ پ). همچنین مقادیر $Cr_2O_3$ نسبت به $Al_2O_3$ و #Mg نسبت به $Al_2O_3$ در کلینوپیروکسن-های مورد بررسی یک محیط عمیق یا پریدوتیت آبیسال را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۲ الف و ب). افزون بر این، نمودارهای #Mg نسبت به $Al_2O_3$ (شکل۱۲ پ) و $Cr_2O_3$ نسبت به CaO ارتوپیروکسن‌ها، (شکل ۱۱ ت) نیز محیط آبیسال و عمیق را نشان می‌دهند [۴۹-۵۲].




**شکل۱۱** تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی براساس شیمی‌کانی پیروکسن: الف) نمودار $TiO_2$ نسبت به $Al_2O_3$ از [۴۶]، ب) نمودار $SiO_2$ نسبت به $Al_2O_3$ [۴۶] که نشان‌دهنده نیمه قلیایی بودن نمونه‌هاست. پ) تعیین موقعیت زمین ساختی نمونه‌های مورد بررسی ب پایه ترکیب شیمیایی پیروکسن در نمودار $F_1$ نسبت به $F_2$ [۴۸]. (VAB: بازالت‌های کمان آتشفشانی، OFB: بازالت‌های کف اقیانوسی و WPT: بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای)

$$F_1 = -(0.012*SiO_2) - (0.0807*TiO_2) + (0.0026*Al_2O_3) - (0.0012*FeO^t) - (0.0026*MnO) + (0.0087*MgO) - (0.0128*CaO) - (0.0419*Na_2O)$$

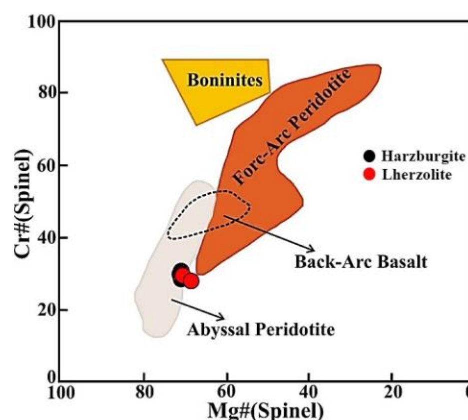
$$F_2 = -(0.0469*SiO_2) - (0.0818*TiO_2) - (0.0212*Al_2O_3) - (0.0041*FeO^t) - (0.1435*MnO) - (0.0029*MgO) + (0.0085*CaO) + (0.016*Na_2O)$$



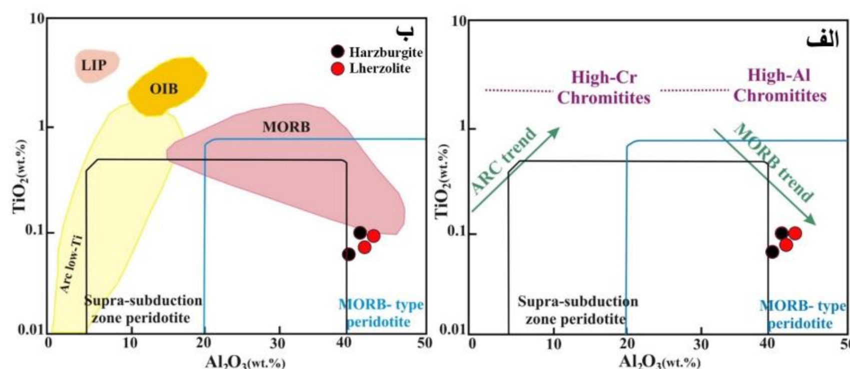

**شکل۱۲** الف) نمودار $Cr_2O_3$ نسبت به $Al_2O_3$ کلینوپیروکسن موجود در لرزولیت‌های منطقه که محیط آبیسال را نشان می‌دهند [۴۹]. ب) نمودار #Mg نسبت به $Al_2O_3$ کلینوپیروکسن موجود در لرزولیت‌های منطقه که محیط آبیسال را نشان می‌دهند [۴۹]. پ) نمودار #Mg نسبت به $Al_2O_3$ ارتوپیروکسن موجود در فرامافیک‌های منطقه که محیط آبیسال را نشان می‌دهند [۴۹]. د) نمودار $Cr_2O_3$ در مقابل CaO ارتوپیروکسن موجود در فرامافیک‌های منطقه محیط آبیسال را نشان می‌دهند [۴۹]. (محیط آبسیال برگرفته از مراجع [۵۰، ۵۱] و محیط پایا پوسته‌ای از [۵۲].


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.4.795 ]

کانی اسپینل از جمله فازهای تشکیل دهنده پریدوتیت های گوشته‌ای است که در برابر دگرسانی مقاومت بالایی از خود نشان می‌دهد و از این رو، برای تعیین موقعیت زمین-ساختی پریدوتیت‌ها استفاده می‌شود [۵۴،۵۳]. چنان که در نمودار Mg# نسبت به Cr# (شکل ۱۳) دیده می‌شود، مانند آنچه از پیروکسن‌ها نتیجه‌گیری شد، یک محیط آبیسال برای نمونه‌های مورد بررسی به دست می‌آید. کروم اسپینل‌های با مقادیر بالای $Al_2O_3$ (بیش از ۲۵ درصد وزنی) و $TiO_2$ (بیشتر از ۲۰،۰ درصد وزنی) و مقادیر پایین Cr# (کمتر از ۶۰ درصد) نشان دهنده برآمدن مذاب از یک محیط بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) یا محیط کششی هستند، در حالیکه مقدار Cr# بالا (بیش از ۷۰ درصد) دلیلی بر تبلور این کانی از مذابی با ترکیب بونینیتی برآمده از محیط‌های وابسته به فرورانش یا بالای پهنه فرورانش است [۳۳، ۵۵]. این افزایش مقدار Cr# را دلیلی بر بالا بودن درجه ذوب‌بخشی در این مناطق نسبت به پریدوتیت‌های عمیق در محیط‌های مورب می‌دانند. براساس داده‌های تجزیه کروم اسپینل‌های منطقه که در جدول ۴ آورده شده است، این نمونه‌ها از یک مذاب برآمده از محیط‌های MORB یا محیط کششی ناشی شده‌اند، که این خود نشان می‌دهد که سنگ‌ها وابسته به یک محیط عمیق یا محیط آبیسال هستند. باتوجه به شبیه بودن ویژگی‌های محیط مورب با محیط‌های بالای منطقه فرورانش، برای تفکیک بهتر این دو محیط، از نمودارهای $Al_2O_3$ نسبت به $TiO_2$ [۲۳] (شکل‌های ۱۴ الف و ب) برای کروم اسپینل‌ها استفاده شد که بر این اساس، کروم اسپینل‌های مورد بررسی یک محیط مورب را برای سنگ‌های فرامافیک نشان می‌دهند، که با محیط آبیسال بدست آمده از پیروکسن‌ها نیز همخوانی دارد.




**شکل۱۳** نمودار Mg# نسبت به Cr# کروم اسپینل‌های منطقه که محیط آبیسال را نشان می‌دهد [۱۵]. (محیط بونینیتی، گستره پیش قوس و گستره بازالت پشت قوس برگرفته از مرجع [۳۹]).




**شکل۱۴** الف - نمودار $Al_2O_3$ نسبت به $TiO_2$ کروم اسپینل‌های منطقه که همراهی پریدوتیت‌های منطقه با محیط‌های کششی چون محیط مورب که منطبق بر محیط‌های عمیق نیز است را نشان می‌دهد [۲۳]. ب نمودار $Al_2O_3$ نسبت به $TiO_2$ موجود در کروم اسپینل‌ها که بر این اساس، همه نمونه‌ها محیط مورب را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهند که با داده‌های محیط آبیسال نیز همخوانی دارد [۲۳].

**برداشت**

مجموعه افیولیتی صحرآرود را واحدهای سنگی فرامافیک آمیزه رنگین رودان تشکیل می‌دهند. توالی افیولیتی در این منطقه به صورت آمیزه و بیشتر شامل سنگ‌های هارزبورژیت، سرپانتینیت، دونیت، گابروی دانه‌ای، بازالت‌های بالشی، توف‌های شیلی، شیل، رادیولاریت و آهک‌های گودابه‌ای است. سنگ‌های فرامافیک منطقه مورد بررسی دارای ترکیب‌های مختلفی شامل هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و دونیت سرپانتینی شده را از خود نشان می‌دهند. اغلب سنگ‌ها از نوع هارزبورژیت بوده که به شدت خرد و دگرشکل و بیشتر به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. این واحد سنگی با واحدهای کنار خود مرز گسلی دارد. کانی‌های غالب در این سنگ‌ها کانی‌های مافیک شامل الیوین و پیروکسن (کلینو و ارتوپیروکسن) و کانی‌های سرپانتین هستند، همچنین کانی‌های کدر (کروم اسپینل) نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. کانی الیوین به عنوان فراوانترین کانی در سنگ‌های منطقه، دارای ترکیب یکنواخت و نزدیک به گستره فورستریت است. الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌ها (Fo85 تا Fo89)، با توجه به ترکیب خود به احتمال بسیار مربوط به پریدوتیت‌های نوع آلپی هستند. ارتوپیروکسن‌ها دارای ترکیب انستاتیتی و کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب دیوپسیدی هستند. کلینوپیروکسن‌ها در گستره نیمه قلیایی (سری آهکی قلیایی) قرار دارند و محیط زمین‌ساختی قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت‌های کف اقیانوس (OFB) را نشان می‌دهند. کلینوپیربوکسن‌ها در دمای حدود ۱۰۳۷ تا ۱۲۰۷ درجه سانتی‌گراد و فشارهای بالا (۶ تا ۱۰ کیلوبار) تشکیل شده‌اند. کروم اسپینل‌ها در واحدهای مختلف فرامافیک منطقه مورد بررسی بیشتر دارای ترکیبی یکنواخت وآلومینیوم‌دار هستند. همه کروم اسپینل‌های موجود دارای گرایش‌های گوشته‌ای با کمترین تهی‌شدگی هستند. کروم اسپینل‌ها باتوجه به مقدار $TiO_2$ از نوع اولیه هستند. سنگ‌های لرزولیتی نیز در گستره پریدوتیت‌های نوع آبیسال (نوع آلپی) قرار می‌گیرند و از نظر زمین‌ساختی همه نمونه‌ها مورد بررسی ویژگی‌های محیط مورب را نشان می‌دهند که با داده‌های مربوط به محیط آبیسال همخوانی مناسبی دارد. با توجه به پایین‌بودن مقدار $Al_2O_3$ ، بالابودن مقدار Mg# در ارتوپیروکسن‌ها و مقادیر بالای فورستریت در الیوین‌های مورد بررسی و همچنین پایین‌بودن مقدار CaO، ذوب‌بخشی مهم‌ترین رخداد برای فرامافیک‌های منطقه است. محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها مانند آنچه از بررسی شیمی‌کانی کلینوپیروکسن و کروم اسپینل نتیجه شد، محیط آبیسال و عمیق تعیین شده است.

**قدردانی**

بدینوسیله از ریاست محترم دانشکده علوم پایه، مدیر و معاون محترم پژوهش و فناوری دانشگاه هرمزگان که امکان انجام این پژوهش را فراهم نمودند، صمیمانه سپاسگزارم.

**مراجع**

[1] Nicolas A., *‘‘Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere: Dordrecht*”, Netherlands, Kluwer Academic Publishers (1989) 367 p.

[2] Ricou L. E., *‘‘Le metamorphisme au contact des peridotite de Neyriz (Zagros interne, Iran): developpement de skarn a pyroxene: compt*”, Rend. Som. Soc.Geol.Fr. Fasc (1971) 1.p.43.

[3] Gansser A., *‘‘The Ophiolitic mélange, World – wide problem on Tethyan examples*”, Ecloge Geological Helvefige.v.67 (1974) pp.179-507.

[4] Stöcklin J., *‘‘Northern Iran: Alborz mountains*”, Geol., Soc. London, Sepc. Puble. 4(led. A. M. speneer) (1974) p. 213-234.

[5] Berberian M., King G. C., *‘‘Towards a paleography and tectonics evolution of Iran*’, CJES 18 (1981) 210-265pp.

[6] Aghanabati S. A., *"Geology of Iran (in Persian)"*, Geological Survey of Iran Publications (2004).

[7] Stocklin J., *‘‘Structural history and tectonics of Iran’’,* a review. AAPG Bulletin 52(7) (1968) 1229-1258.

[8] Nabavi M. H., *"An introduction to the geology of Iran."*, Geological survey of Iran 109 (1976).

[9] Nezafati N., *‘‘Au-Sn-W-Cu-Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West Central Iran including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia’’,* PhD, Eberhard-Karls-Universität Tübingen (2006)116 p.

[10] McCall G. J. H., *‘‘Explanatory text of the Minab Quadrangle Map; 1:250,000’’,* No. J13, Geological Survey of Iran, Tehran (1985a) 530pp.

[11] Rajabzadeh M. A., Ale Saadi F., S*’’ulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex’’,* southern Kerman. Journal of Economic Geology, 2015; 7(2): 259-276. doi: 10.22067/econg.v7i2.35550

*rocks",* Journal of Petrology 42(4) (2001) 655–671.

[24] Irvin T. N., *"Chromian Spinel As a petrogenetic Indicator. Part II. Petrogical Applications, Canadian*", Journal of Earth Science, 4 (1967) 71-103.

[25] Arai S., *"Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry*", Mineralogical Magazine 56 (1992a) 173-184.

[26] Roeder P., Reynolds *"Crystallization of chromite and chromium solubility in chromium melts*", Journal of Petrology 32 (1991) 909-934.

[27] Okamura H., Arai S., Kim Y. U., *"Petrology of forearc peridotite from the Hahajima Seamount*", the Izu-Bonin arc, with special reference to chemical characteristics of chromian spinel Mineralogical Magazine 70 (2006) 15-26.

[28] Hellebrand E., Snow J. E., Hoppe P., Hofmann A.W., *"Garnet- field Melting and Late-stage refertilization In Residual Abyssal peridotites from the Central Indian Ridge*", Journal of Petrology, 43 (2002) 2305-2338.

[29] Stern R. J., Bloomer S. H., "Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs", Geological Society of America Bulletin 104 (12) (1992) 1621-1636.

[30] Haggerty S. E., *"Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts*", J Geol Soc Aust 14 (1988) 687±699

[31] Conrad W. K., Kay R. W., *"Ultramafic and mafic inclusions from AdakIsland: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc*", J Petrol 25 (1984) 88±125

[32] Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S., *"Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc",* J Petrol 36 (1995) 1505±1527.

[33] Berman R., *"Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System Na2O-K2O-CaO-MgO-FeOFe2O3-Al2O3-SiO2-TiO2-H2O-CO2",* Journal of Petrology, 29, 445-522,.

[34] Gasparik T., *"Two-Pyroxene Thermobarometry with New Experimental Data in the System CaO-MgO-Al2O3-SiO2",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 87 (1984) 87-97,

[35] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical*

[12] Berly TH. J., Hermann J., Arculus R. J., Lapierre H., *"Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands)*", Journal of Petrology 47 (2006) 1531-1555.

[13] Cornelis K., Cornelius S. H, *"Manual of mineralogy*", John Wiley and Sons, New York Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992, An introduction to the rock-forming minerals: Longman Scientific and Technical-Hong Kong, 696 p.

[14] Deer, William Alexander, *"Rock-forming minerals",* Geological Society of London, 1978.

[15] Dick H. J., Bullen T., *"Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas",* Contributions to mineralogy and petrology 86(1): 54-76.

[16] Green C. H., *"The petrogenesis of the high-temperature alpine-type peridotite of the Lizard, Cornwall",* Journal of Petrology 5 (1964) 134.

[17] Jackson E. D., Thayer T. P., *"Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes*", 24th International Geological Congress Section 2 (1972) 289–296.

[18] Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T., *"Origin of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks*", American Mineralogist 39 (1954) 693-737.

[19] Jackson E. D., *"Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex*", Montana. Prof. Pap. U.S. Geol. Sum. 358 (1961).

[20] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G, *"Nomenclature of pyroxene",* Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535- 555.

[21] Akinin V.V., Miller E.L., Layer P., *"Late Cretaceous modification of deep continental crust in the NE Paleo Pacific: additional evidence from Viliga lower crust xenoliths American Geophysical Union"*, Fall Meeting 2005, abstract id. V51D-1516 (2005) December.

[22] Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Stumpfi F., *"Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: A study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite*", Journal of Petrology, 38 (1997) 1419-1458.

[23] Kamenetsky V. S., Crawford A.J., Meffre S., *"Factors controlling the chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive*

[45] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M, *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series",* Earth and Planetary Science Letters, 59 (1982) 139-154.

[46] Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram",* Journal of Petrology, 27 (1986) 745–750.

[47] Kushiro I, *"Si-Al Relation in Clinopyroxenes from Igneous Rocks",* American Journal of Science, 258, 548-554, 1960.

[48] Nisbet E.G., Pearce J.A, *"Clinopyroxene Composition in Mafic Lavas from Different Tectonic Settings",* Contributions to Mineralog and Petrology, 63, 149-160 (1977).

[49] Khedr M.Z., Arai S., *"Petrology and geochemistry of prograde deserpentinized peridotites from Happo-O'ne, Japan: Evidence of element mobility during deserpentinization*", Journal of Asian Earth Sciences, 43 (2012) 150-163.

[50] Nozaka T., Shibata T., *"Mineral paragenesis in thermally metamorphosed serpentinites, Ohsa-yama, Okayama Prefecture",* Okayama Univ Earth Sci Rep 2 (1995) 1–12

[51] Warren J. M., *"Global varaitions in abyssal peridotite compositions*", Lithos, 248-251 (2016) 193-219.

[52] Sand K. K., Waight T. E., Pearson D. G., Nielsen T. F.D., Makovicky E., Hutchison M. T., *"The lithospheric mantle below southern West Greenland: A geothermobarometric approach to diamond potential and mantle stratigraphy*", Lithos, 112 (2009) 1155–1166.

[53] Allan J. F., *"Cr-spinel in depleted basalts from the Lau basin back-arc: petrogenetic history from Mg–Fe crystal–liquid exchange. In: J. Hawkins, L. Parson and J.F. Allan (Editors)*", Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Texas (1994) pp. 565–583.

[54] Gonzelez-Jimenez J. M., Proenza J. A., Camprubi A., Centeno-Gracia E., Gonzalez-Partida E., Griffin W. L., OReilly S.Y., Pearson N. J., *"Chromite deposits at Loma Baya: petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero Composite Terrane in Mexico*", 11th Biennial meeting SGA, Chile (2011).

[55] Gaetani G. A., Groves T. L., *"The influence of water on melting of mantle peridotite*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 131 (1998) 323-346.

*coordinates for the crystallization PT-estimations",* Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen), 119 (1997) 55-60,

[36] France L., Koepke J., Ildefonso B., Cichy S. B., Deschamps F., *"Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: Experimental and natural observations",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 160 (2010) 683-704,

[37] Uysal I., Ersoy E.Y., Dilek Y., Kapsiotis A., Sarifakioglu E., *"Multiple episodes of partial melting, depletion, metasomatism and enrichment processes recorded in the heterogeneous upper mantle sequence of the Neo Tethyan Eldivan ophiolithe (Turkey)*", Lithos 246-247 (2016) 228-245.

[38] Monnier C., Girardeau J., Maury R., Cotton J., *"Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)",* Geology 23 (1995) 851-854.

[39] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske M., *"Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in Izu-Ogazawara-Mariana forearc*", Leg 125. In: P., Fryer, J. A., Pearce and L. B., Stocking (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 125, College Station (1992) Texas 445-485.

[40] Barnes S. J., Roeder P. L., *"The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks*", Journal of Petrology 42(12): (2001) 2279-2302.

[41] Hirose K., Kawamoto T., *"Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: effect of H2O on the genesis of basaltic magmas*", Earth and Planetary Science Letters 133 (1995) 463-473.

[42] McDonough W. F., Frey F. A., *"Rare earth elements in upper mantle rocks. In: Lipin, B. R. and McKay*", G. A. (eds) Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements (Reviews in Mineralogy Vol. 21). Mineralogical Society of America, Washington (1989) DC, 99-145.

[43] Jaques A. L., Green D. H., *"Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 73, 287-310.

[44] Hellebrand E., Snow J. E., Hoppe P., Hofmann A.W., *"Garnet-spinel transition in abyssal peridotites: Implications for mantle dynamics and geochemical cycling*", Earth and Planetary Science Letters, (2001) 190(3-4), 131-146.